УДК 553.311

О ВЗАИМОСВЯЗИ СТРУКТУРЫ АНОМАЛЬНОГО ГЕОХИМИЧЕСКОГО ПОЛЯ С МЕХАНИЗМОМ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

В.Г. Ворошилов

Томский политехнический университет
E-mail: voroshilovvg@ign.tpu.ru

Предложена модель образования аномальных структур геохимических полей в ходе формирования термофлюидной рудообразующей системы. Морфология этих полей обусловлена сочетанием расходящейся минеральной зональности относительно энергетического источника и сходящейся зональности относительно центров рудоотложения. Показано влияние на внутреннее строение аномальных геохимических полей тектонических условий функционирования гидротермальной системы. Обоснована связь продуктивности гидротермальных месторождений со структурой вмещающего их геохимического поля.

В современных концепциях рудообразования эндогенные гидротермальные системы рассматриваются как комплексные магмо-флюидные, поскольку избыточный теплоток в зонах тектоно-магматической активизации невозможно объяснить только воздействием летучих компонентов. Подтверждением этому служит и высокая корреляция отношений $^3He/^4He$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ в гидротермах, свидетельствующая о флюидно-силикатной природе глубинного тепломассопотока [1].

Возникновение флюидно-магматических рудообразующих систем обычно связывается с воздействием глубинных плюмов на мантию и вышележащую литосферу, в связи с чем область функционирования таких систем разделяется на мантийную, астеносферную и верхнекоровую зоны. О состоянии флюидов в нижней и средней мантии существуют лишь гипотетические представления, об астеносфере же сложилось более определенное мнение, как о зоне зарождения магматических очагов и флюидно-магматических колонн [2–4]. Верхняя часть возникающих флюидно-магматических колонн представляет собой область мантийного метасоматоза над очагами реститового базитового расплава, которые с глубиной сменяются гипербазитовым расплавом, а еще ниже подстилаются размягченным веществом астеносферы [5]. Внедряясь в нижнюю кору, эти колонны формируют очаги базитовой магмы, которые являются проводниками мантийных флюидов в верхнюю кору.

Очаги плавления пород являются одновременно генераторами огромных масс летучих компонентов (H_2O, CO_2, H_2 и др.). Поскольку плавлению пород предшествует их переход в пластичное и вязкопластичное состояние, над зонами разогрева образуются малопроницаемые для летучих компонентов флюидоупоры [6]. Это способствует накоплению флюидов и регулярному выбросу их в вышележащие горизонты после достижения в камере давления, превышающего предел прочности экрана. По данным геофизических исследований, подобные флюидонасыщенные очаги и пластичные экраны фиксируются как зоны пониженных скоростей и повышенной электропроводности на глубинах до 100 км [3, 7, 8].

Под влиянием высокотемпературных флюидов в надинтрузивном пространстве происходит прогрессивный метаморфизм пород с отделением дополнительных масс воды и углекислоты. Там, где температура достигает уровня 640...720 °C при давлении паров воды 100...400 МПа, продуцируются кислые расплавы, над которыми также возникают вязкопластичные экраны, регулирующие темпы плавления пород и проникновения флюидов в вышележащие толщи. Очевидно, что и сами остывающие расплавы, в момент кристаллизации, на определенное время становятся экраном для поступающих снизу интрателлурических флюидов. В целом, накопление флюидной массы в пределах рассматриваемого интервала глубин с температурами 640...370 °C контролируется емкостными свойствами среды и прочностными характеристиками экранирующих толщ. Катастрофические прорывы изолирующих покрышек не являются единственным механизмом стабилизации все возрастающего давления. Значительная часть флюида, в виде высоконапорного газа, отводится через многочисленные дренажные каналы, что обеспечивает его площадное рассеяние перед проникновением в вышележащие горизонты [6].

Гидросфера начинается с уровней разреза, где температура среды падает ниже температуры кипения флюида и происходит его конденсация. На нижней границе гидросферы, в участках ее интенсивного дренирования, формируются корневые зоны собственно гидротермальных систем. Отсюда растворы мигрируют вначале вертикально вверх, а с возрастанием проницаемости пород образуют веерообразно расходящиеся фигуры растекания.

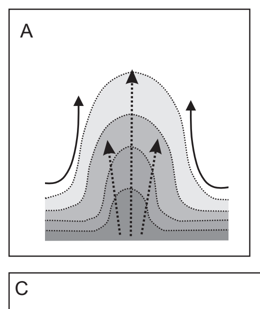
Важнейшей особенностью функционирования гидротермальных систем в докритическом диапазоне температур является возможность образования внутри них паровых (пародоминирующих) зон [9]. Такие области возникают при прохождении жидким гидротермальным раствором тектонически ослабленных зон, где в результате падения давления температура раствора оказывается выше точки кипения. Как показывают наблюдения за современными гидротермальными системами Камчатки, в пределах паровых зон происходит интен-

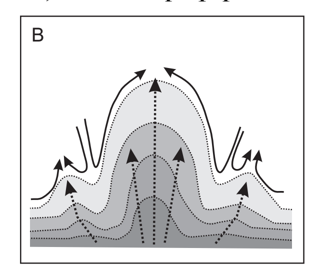
сивный кислотный метасоматоз, а в зоне перехода жидкость-пар формируется комплексный геохимический барьер и отлагаются сульфидные минералы и золото [10].

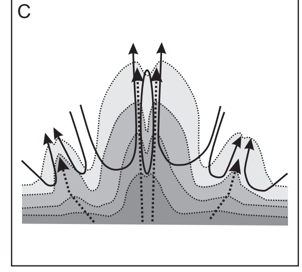
Согласно нашим представлениям, зональность структур регионального масштаба, до рудных полей включительно, обусловлена характером миграции флюидов еще на уровне высокотемпературных паро-газовых смесей, ниже границы гидросферы. В целом, условия синхронного роста с глубиной давления и температуры обеспечивают жидкое состояние воды с плотностью около 1,0 г/см^3 практически на всем интервале земной коры [11]. Поэтому паро-газовые смеси могут возникать только на участках резкого возрастания температуры, или столь же резкого падения давления. Подобные обстановки характерны для контактовых ореолов магматических тел и зон тектонических нарушений, чем и обусловлена постоянная приуроченность гидротермальных месторождений к таким геологическим структурам. Латеральная миграция флюидов обеспечивается на этом этапе их подпруживанием малопроницаемыми покрышками, в качестве которых могут выступать толщи пород с соответствующими физико-механическими параметрами, плоскости надвигов, вязко-пластичные надинтрузивные зоны и подошвы кристаллизующихся магматических очагов. Если такие поверхности имеют слабо наклонный характер, это способствует направленной миграции газообразных флюидов и формированию их латеральной температурной зональности, на фоне которой впоследствии образуются локальные гидротермальные системы рудных месторождений.

Зональность ранга месторождений и рудных столбов обусловлена кислотно-основной эволюцией потоков конденсирующихся флюидов, прорывающихся в гидросферу по зонам повышенной проницаемости. В период образования высокотемпературных предрудных метасоматитов флюиды достаточно равномерно просачиваются по ослабленным зонам, формируя температурные аномалии простого строения с прямой зональностью (рис. 1, *A*). Самоорганизация гидротермального потока, на фоне фокусирующего влияния разрывных нарушений [12, 13] и вовлечения в него конвективных потоков более холодных вадозовых вод, приводит к разделению общей тепловой аномалии на систему конкурирующих конвективных ячеек. В итоге, в наиболее проницаемой части структуры формируется высокотемпературная центральная (ядерная) зона системы, а на периферии – зона фронтальных температурных аномалий, отделенных от центра областью пониженных температур (рис. 1, *B*).

При этом вдоль восходящих ветвей конвективной системы происходит соприкосновение ювенильных и местных флюидов и их постепенное смешивание с формированием вкрапленной минерализации. При возникновении в центральной зоне открытой трещины смешивание растворов дополняется их резким охлаждением, вследствие падения давления (вплоть до возникновения пародоминирующих зон), и отложением жильной минерализации (рис. 1, *C*). В горизонтальном сечении такая система представлена несколькими температурными аномалиями, центральная из которых имеет локальный температурный минимум, связанный с зоной разрежения, а фронтальные фиксируют центры второстепенных конвективных ячеек (рис. 1, *D*). Очевидно, что зональность температурного поля решающим образом влияет на характер размещения гидротермальной минерализации и отражается в аномальных структурах геохимического поля (АСГП), где должна возникать центральная зона накопления элементов и окружающие ее фронтальные аномалии их привноса, отделенные от центра областью относительно пониженных концентраций рудных элементов. Любопытным следствием предлагаемой модели является то, что, ввиду преимущественного развития открытых трещин в центральной зоне, минерализация здесь может быть более низкотемпературной, чем на периферии.







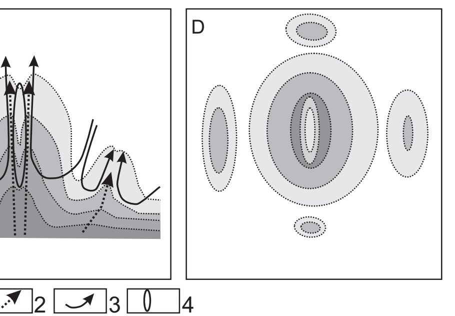


Рис. 1. *Модель температурной эволюции эндогенной термофлюидной системы: 1) изолинии распределения температур флюида; 2) направления движения эндогенного флюида; 3) пути конвективного течения местных растворов; 4) области падения температуры и давления, в том числе паровые зоны; A, B, C) этапы температурной эволюции гидротермальной системы (разрезы в вертикальной плоскости); D) горизонтальное сечение системы на финальном этапе рудоотложения*

Одной из основных причин отложения гидротермальных минералов является смешивание горячих ювенильных и относительно холодных «местных» растворов. Пульсирующий режим поступления эндогенного флюида обеспечивает скользящий характер границы соприкосновения этих растворов. Соответственно, размеры области рудоотложения и характер смены состава осаждающихся минералов зависят от тектонического режима функционирования гидротермальной системы. Известно,

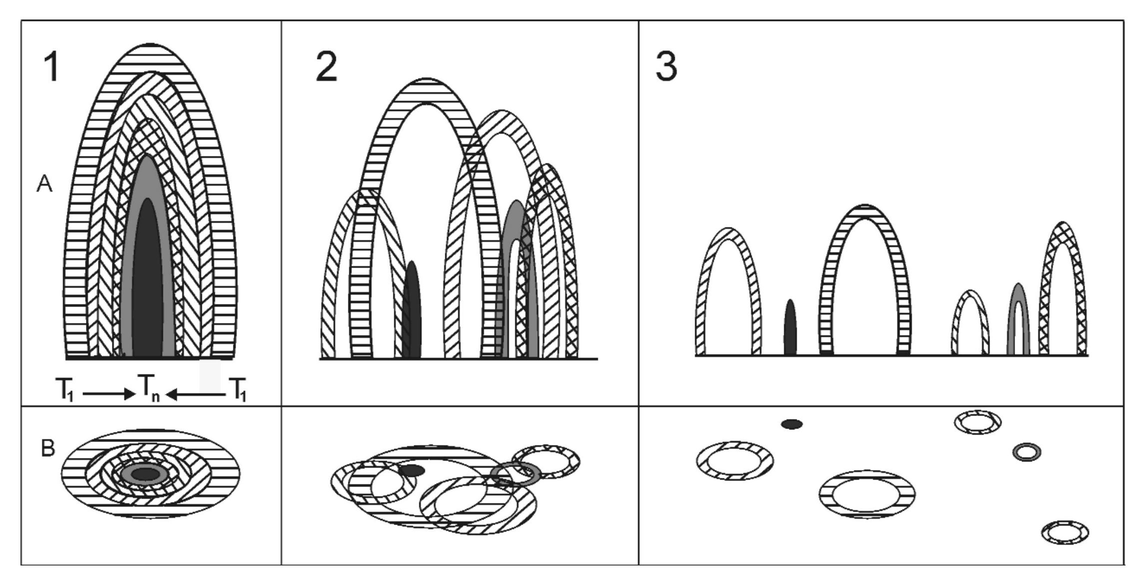


Рис. 2. *Схема формирования ядерных зон АСГП в гидротермальных системах с различным уровнем стационарности: А) схема строения АСГП в разрезе; В) то же в плане; штриховками и заливкой показаны области смешения ювенильных и местных растворов в моменты времени T_i (участки накопления разновременных минеральных ассоциаций); цифрами обозначены системы с разным уровнем стационарности: 1) стационарная, 2) промежуточная, 3) нестационарная*

что крупные и уникальные месторождения золота являются полихронными и, часто, полигенными образованиями. В контексте излагаемой концепции это означает, что масштабы накопления продуктивной минерализации определяются стационарностью рудообразующей системы. Под стационарностью системы мы понимаем не только выдержанность во времени металлоносных флюидных потоков, но и пространственно-временную стационарность флюидоконтролирующих структур. С этих позиций в строении АСГП можно выделить три предельных случая (рис. 2).

1) Наиболее перспективны концентрические АСГП с четко выраженной центральной (ядерной) зоной накопления рудных элементов, окруженной обширной зоной относительного понижения их концентраций и далее – зоной внешнего (фронтального) обогащения рудными элементами. Такими полями, возникающими при длительном и стабильном развитии гидротермальной системы, обычно сопровождаются крупные и уникальные месторождения с концентрированным оруденением.

2) Менее благоприятны для обнаружения промышленной минерализации комплексные полиэлементные ореолы без четко выраженной симметричности размещения моноэлементных аномалий относительно рудоконтролирующих структур. Такие поля формируются при неоднократных изменениях плана деформаций в процессе рудообразования и сопровождают мелкие месторождения и непромышленные рудопроявления.

3) Наименее перспективны аномальные поля, представленные разобщенными моноэлементными ореолами. Такие поля возникают при нестабильном функционировании рудообразующей системы, на фоне неблагоприятной для оруденения тектонической обстановки, и сопровождают, как правило, участки с рассеянной (непромышленной) минерализацией.

Вещественное выражение излагаемой концепции можно проследить на примере плутоногенного Центрального золоторудного поля (Кузнецкий Алатау), рис. 3.

Оруденение здесь представлено кварцево-золото-сульфидными жилами с березитами, локализованными в пределах крупного гранитоидного плутона лакколитообразной формы. В масштабах рудного поля отчетливо проявлена латеральная зональность метасоматитов и руд, выражающаяся в снижении температуры минералообразования (на 80...100 °С) с юга на север, по мере удаления от глубинного разлома, со сменой следующих минералогических зон (по характерным минералам): турмалиновая, шеелитовая, халькопирит-молибденитовая, галенит-сфалеритовая, арсенопиритовая [14].

В этом же направлении увеличивается количество сульфидов в жилах (от 5...8 % до 50...80 %), снижается пробность золота (с 930 до 650), кварцево-мусковитовые березиты сменяются кварцево-карбонат-серицитовыми, тип проводимости в пиритах сменяется с электронного на дырочный, закономерно изменяются типоморфные свойства жильного кварца и калишпата площадных метасоматитов. Границы между минералогическими зонами резкие, а вертикальная зональность в их пределах проявлена неотчетливо, поэтому можно говорить о многокорневом характере развития оруденения.

Как видно из рис. 3, возрастание роли высокотемпературных ассоциаций с севера на юг рудного поля, по мере приближения к каналу поступления флюидов, сочетается с концентрической сходящейся зональностью, обусловленной накоплением

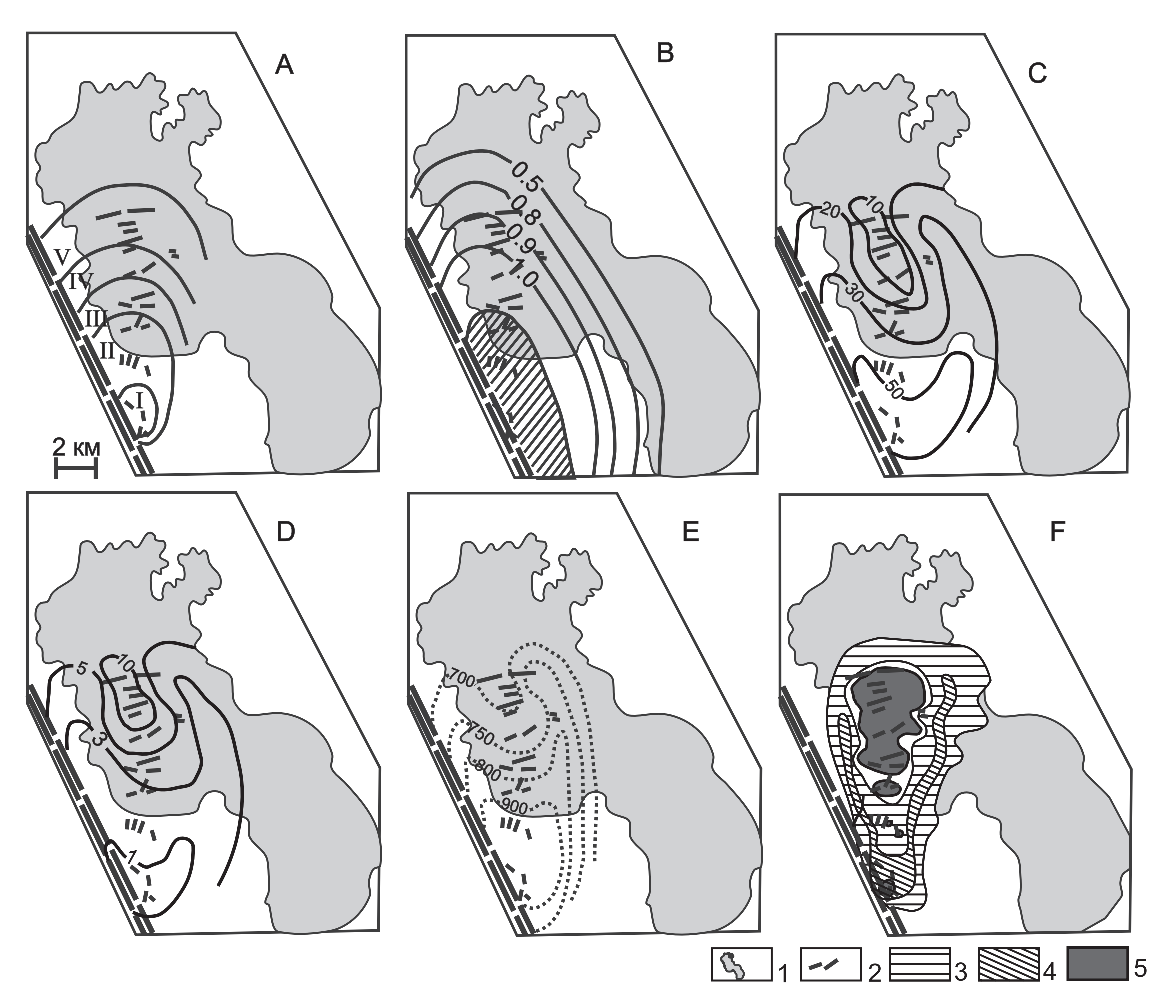


Рис. 3. Латеральная зональность Центрального рудного поля (Кузнецкий Алатау): 1) контур гранодиоритового массива; 2) основные золотоносные жилы; A) минеральные зоны рудного поля (по типоморфным минералам): I) турмалиновая; II) шеелитовая; III) молибденит-халькопиритовая; IV) галенит-сфалеритовая; V) арсенопиритовая; B) степень триклинности калишпата из зон калишпат-эпидот-хлоритовых метасоматитов (заштрихована область развития решетчатого микроклина); C) доля пиритов с электронным типом проводимости (в %) в золотоносных кварцево-сульфидных жилах; D) интенсивность естественной термолюминесценции жильного кварца (в условных единицах); E) пробность самородного золота в кварцево-сульфидных жилах; F) области накопления геохимических ассоциаций: 3) V, Ti, Ba, Zr, Sr; 4) Ni, Co, Cr; 5) Au, Cu, Zn, Pb, Ag, As

поздних золотоносных минеральных ассоциаций в жилах северной части рудного поля. Область рудоотложения, таким образом, корреспондирует той части гидротермальной системы, где в результате тектонических подвижек происходит локальное снижение давления и температуры.

Аналогичная структура минеральной и геохимической зональности проявлена и в более крупном масштабе, на уровне месторождений и отдельных рудных тел. Все изученные жилы рудного поля морфологически представляет собой сужающиеся на глубину конусообразные фигуры с хорошо выдержанным по вертикали составом жильной минерализации. Вертикальная зональность, связанная с движением флюидного потока снизу вверх, является прямой, расходящейся, и заключается в незначительном увеличении с глубиной температуры декрепитации и гомогенизации газово-жидких включений в кварце, доли пиритов с электронным типом проводимости, уменьшении интенсивности естественной термолюминесценции жильного кварца, снижении концентрации в березитах Pb, Zn, Cu и увеличении содержаний в них Cr, Ti, V. Центростремительная зональность, обусловленная повторными тектоническими подвижками, проявлена значительно контрастнее и заключается в концентрическом изменении состава минерализации и вышеназванных типоморфных свойств минералов относительно центров максимального оруденения [15].

Очевидно, на начальном этапе кристаллизации интрузива его подошва на значительном протяжении представляла собой своеобразную ловушку, малопроницаемую для газообразных интрателлурических флюидов, скопившихся под остывающим магматическим телом (рис. 4).

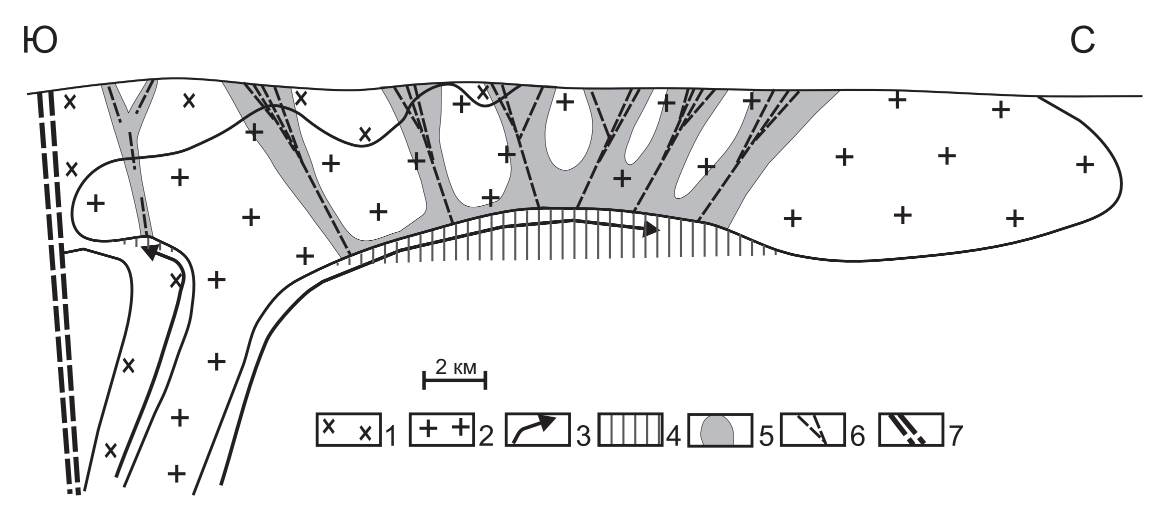


Рис. 4. Схематический разрез Центрального рудного поля (Кузнецкий Алатау): 1) ороговикованные и уралитизированные габбро-диориты (метадиориты); 2) гранодиориты, тоналиты, кварцевые диориты; 3) поток глубинного флюида; 4) область накопления газообразного флюида под покрышкой остывающего интрузива; 5) площадные предрудные метасоматиты; 6) рудоконтролирующие и рудовмещающие трещины; 7) Кузнецко-Алатаусский глубинный разлом

Миграция флюидов в стороны от питающего канала обеспечила их существенную температурную и кислотно-основную дифференциацию, что явилось, по нашему мнению, основой для формирования зональности гидротермальных образований рудного поля. Любопытным свидетельством действительного наличия подинтрузивного гидротермального «силла» является интенсивное изменение предрудных даек спессартитов: все они превращены в хлоритовые и карбонат-хлоритовые метасоматиты, в то время как вмещающие гранодиориты на контактах с ними часто совершенно не изменены. Судя по всему, остывающие дайки являлись тепловыми флюидопроводниками для березитизирующих растворов.

Предрудные метасоматиты представлены в рудном поле протяженными зонами калишпатизации мощностью в десятки-сотни метров, по периферии которых установлены повышенные концентрации биотита и магнетита. Все кварцево-жильные золоторудные тела пространственно тяготеют к зонам развития площадных предрудных метасоматитов. В то же время, в наиболее проницаемых частях этих зон жилы представлены пережимами и проводниками, а кварцево-сульфидные линзы и рудные столбы локализованы в слабо трещиноватых биотитизированных гранодиоритах. Все это свидетельствует о том, что площадной калиевый метасоматоз в зонах повышенной проницаемости осуществлялся под воздействием высокотемпературных (450...350 °С) флюидов, преимущественно остаточных, без заметного смешивания их с водами вмещающих пород.

По мере снижения температуры флюидов, их поток все более концентрировался в наиболее проницаемых центральных частях зон, где при температурах 350...300 °С отлагались эпидот и хлорит, в том числе, в виде прожилков. Дальнейшее снижение температуры и появление открытых трещин сопровождалось внедрением даек, проникновением вдоль них и по зонам трещиноватости растворов повышенной кислотности и формированием околотрещинных березитов. Обогащенный выщелоченными основаниями раствор мигрировал в околотрещинном пространстве, а при снижении общей проницаемости среды, стягивался в открытые трещины, обусловливая проявление механизма автосмешения растворов, с дальнейшим вовлечением этих флюидов в совместную с вадозовыми растворами конвективную систему.

Применительно к строению аномальных геохимических полей полученные выводы означают, что от начальных этапов формирования гидротермальных систем к финальным центробежная минерально-геохимическая зональность сменяется концентрической центростремительной. Очень важно при этом, что АСГП разных иерархических уровней являются фигурами подобия. На этом фоне появление в геохимических полях пространственно сопряженных высокоградиентных зон интенсивного привноса элементов и областей относительного понижения их концентраций является индикатором завершенности процессов минералообразования и формирования концентрированного оруденения.

Заключение

Предложена модель образования аномальных структур геохимических полей в ходе формирования термофлюидной рудообразующей системы, в соответствии с которой:

1. Концентрически-зональная структура аномального геохимического поля с локализацией центральной и фронтальных зон обусловлена распадом гидротермальной системы на ряд конкурирующих конвективных ячеек в процессе ее самоорганизации.

2. Внутреннее строение аномальных геохимических полей связано со стационарностью гидротермальных рудообразующих систем и отражает масштабы связанного с ними оруденения.
3. Структура аномальных геохимических полей обусловлена сочетанием расходящейся минеральной зональности относительно энергетического источника и сходящейся – относительно центров рудоотложения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Буачидзе Г.И. и др. Изотопный состав He и Ar в термальных флюидах Альпийско-Аппенинского региона и его связь с вулканизмом // Доклады АН СССР. – 1979. – Т. 247. – № 6. – С. 1220–1225.
2. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. – 409 с.
3. Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металлогении // Проблемы глобальной геодинамики / Отв. ред. Д.В. Рундквист. – М.: ГЕОС, 2000. – С. 204–214.
4. Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений. – 2001. – Т. 43. – № 4. – С. 291–307.
5. Русинов В.Л. Флюидные потоки в рудообразующих системах: главные источники и металлогеническая роль // Флюидные потоки в земной коре и мантии / Отв. ред. В.А. Жариков. – М.: ИГЕМ РАН, 2002. – С. 77–83.
6. Вартанян Г.С. Флюидосфера и эндодренажные системы Земли как ведущие факторы геологической эволюции // Отечественная геология. – 2000. – № 6. – С. 14–22.
7. Ваньян П.Л., Павленкова Н.И. Слои с пониженной скоростью и повышенной электропроводностью в основании верхней части земной коры Балтийского щита // Физика Земли. – 2002. – Т. 38. – № 1. – С. 37–45.
8. Каракин А.В., Камбарова А.Н. Динамическая модель коровых волноводов // Геоинформатика. – 1997. – № 1. – С. 10–17.
9. White D.E., Muffler L.J., Truesdull A.H. Vapour-dominited hydrothermal system compared with hot-water // Econ. Geol. – 1971. – V. 60. – № 1. – P. 75–97.
10. Жатнуев Н.С., Миронов А.Г., Рычагов С.Н., Гунин В.И. Гидротермальные системы с паровыми резервуарами. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996. – 184 с.
11. Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре: пер. с англ. / Под ред. Б.Н. Рыженко, Л.И. Звягинцева. – М.: Мир, 1981. – 436 с.
12. Мальковский В.И., Пэк А.А. Влияние фокусирующих свойств высокопроницаемых разломов на развитие рудообразующих систем // Флюидные потоки в земной коре и мантии / Отв. ред. В.А. Жариков. – М.: ИГЕМ РАН, 2002. – С. 104–108.
13. Rowland J.V., Sibson R.H. Structural controls on hydrothermal flow in a segmented rift system, Taupo Volcanic Zone, New Zealand // Geofluids. – 2004. – V. 4. – № 4. – P. 259–283.
14. Ворошилов В.Г. Условия формирования Центрального рудного поля в гранитоидах (Кузнецкий Алатау) // Руды и металлы. – 1995. – № 3. – С. 68–80.
15. Коробейников А.Ф., Ворошилов В.Г., Ананьев Ю.С., Пшеничкин А.Я. Рудно-метасоматическая и геохимическая зональность золоторудных месторождений Средней Сибири // Состояние и проблемы геологического изучения недр и разведки минерально-сырьевой базы Красноярского края. Матер. научно-практ. конфер., посвящ. 60-летию Красноярской геологии, 7–10 октября 2003 г. – Красноярск: КНИИГиМС, 2003. – С. 220–225.

УДК 550.3:553.44:622.7